阿拉善高原中全新世干旱事件的湖泊记录研究

陈发虎[①②] 吴 薇[①②] 朱 艳[①] J. A. Holmes[③] D. B. Madsen[④]
金 明[①] C. G. Oviatt[⑤]

(①兰州大学中德干旱环境联合研究中心与西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000; ②中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室, 兰州 730000; ③ECRC, Department of Geography, University College-London, London, WC1H 0AP, UK; ④Division of Earth and Ecosystem Sciences, Desert Research Institute, Reno, NV 89512, USA; ⑤Department of Geology, Kansas State University, Manhattan, KS 66506, USA. E-mail: fhchen@lzu.edu.cn)

摘要 中国国内普遍流行的观点认为, 中国中全新世是一个夏季风盛行的温暖湿润时期, 称作全新世"最宜期"或"大暖期". 内蒙古西部阿拉善高原的湖泊沉积和湖泊地貌则显示了一种相反的状况, 这一区域中全新世气候干旱, 黑河的终闾湖泊居延泽、石羊河的终闾湖泊潴野泽和腾格里沙漠东缘的头道湖均经历了湖泊缩小或干涸过程, 时代为距今 7000 ~ 5000 日历年. 潴野泽高分辨率(50 年)的孢粉记录显示, 季风边缘区的石羊河流域, 特别是祁连山地的植被发生显著衰退, 降水减少. 中全新世的干旱事件存在于现代夏季风边缘区的较大范围, 包括阿拉善高原、鄂尔多斯高原、内蒙古高原中东部, 甚至黄土高原南部, 指示了东亚夏季风在全新世期间的一次大衰退. 中全新世东亚夏季风衰退期间气候寒冷, 这在青藏高原及其周边山地尤为明显.

关键词 中全新世干旱事件 内蒙古高原 湖泊沙漠化 东亚夏季风衰退

有别于寒冷而不稳定的冰期, 温暖且稳定的中全新世通常被作为典型间冰期的代表, 并常常用于间冰期气候情景的模拟[1]. 近年来的研究发现, 中全新世期间全球低纬度地区曾发生过重大气候变化, 大部分地区气温急剧下降, 降水发生较大的区域差异[2]. 中国学术界过去普遍认为, 中国的中全新世气候不但温暖而且湿润, 夏季风强盛. 这一结论主要来自于中国东部季风区的低分辨率孢粉、湖泊沉积、古土壤等记录[3,4]. 目前, 关于距今 8~3 千年间的中全新世大暖期或最宜期的观点在中国学术界较为流行, 并被写入教科书或专著中[5~7]. 其实, An 等人[8]对前人使用资料的重新分析发现, 中国全新世夏季风强盛期或最宜期的发生时间具有空间的差异性, 开始时间从西北向东南推迟; Guo 等人[9]利用有机碳放射性测年数据的统计发现, 距今 7000~5000 年的中全新世在中国西部干旱-半干旱区存在干旱事件. 近来的研究还发现, 陕西关中盆地中全新世的高粉尘事件中断了全新世古土壤的发育[10], 而高分辨率的湖泊记录显示, 中国早全新世气候存在显著的千、百年周期的波动[11]. 这些新的研究成果说明, 中国全新世气候最宜期或大暖期值得进一步研究, 中国中全新世是温暖湿润时期还是干旱甚至寒冷时期, 是一个值得学术界探讨的重要科学问题. 本文根据阿拉善高原的湖泊记录, 指出中全新世期间这一区域的湖泊发生了显著的变化, 湖泊缩小干涸甚至沙漠化, 高分辨率的孢粉记录则显示了现代季风边缘区距今 7000~5000 日历年间的干旱气候和夏季风衰退事件.

1 研究区概况和野外调查

做为中国蒙新高原一部分的阿拉善高原位于甘肃河西走廊北部和内蒙古高原西部, 东南与鄂尔多斯高原-黄土高原相邻. 区内有巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠和乌兰布和沙漠, 是中国夏季风控制区向西风影响区的过渡地带, 降水从东南向西北, 以及从祁连山地向北部沙漠戈壁减少, 沙漠区年降水量不足 50 mm, 但因受夏季风的频繁影响, 年降水量的变率较大. 南部祁连山是流入阿拉善高原两大河流(黑河和石羊河)的主要水源地, 历史时期, 这两大河流分别在其终端形成两大终闾湖泊——居延海盆地和潴野泽盆地.

居延海盆地由两大湖盆组成, 即位于西部的嘎顺诺尔(俗称西居延海)-苏古诺尔(俗称东居延海)盆地和位于东部已干涸的居延泽盆地[12]. 前人的研究发现, 在深海氧同位素 3 阶段和全新世早期, 居延海盆地曾存在一个统一湖泊[13], 全新世中晚期统一湖泊分解成东西两个湖盆[14]. 自中全新世之后, 居延海各湖泊均经历了多次波动, 遥感影像可判别出 6 道主要湖岸堤[14,15], 在野外这些湖岸堤清晰可辨. 位于西

部的居延泽六道湖岸堤中，最高两级湖岸堤形成于距今 3.7 ~ 3.9 万年，其他 4 级均形成于全新世，居延泽在上世纪基本干涸[15]. 我们对居延泽做了系统湖泊钻探和剖面调查. 其中，对 TH-V, G19 剖面和 G36 孔开展了较详细的年代测量和指标分析.

潴野泽位于腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠之间，属于石羊河的终闾湖泊(图 1). 研究发现，全新世早期的湖泊面积可达 2100 km^2 [16~18]. 据历史文献记载，历史时期潴野泽由统一湖泊逐步缩小瓦解成若干小湖泊或沼泽地[19]，包括野麻湖-青土湖、东平湖、西硝池、白碱湖等. 由于中游地区工农业用水的增加，该湖泊 20 世纪 50 年代完全干涸[20]，现在仅有白碱湖和西硝池等仍有季节性积水. 水文模拟显示，若无人类用水，现代石羊河河水仍可在其终端维持大约 600 km^2 的湖泊[21]. 在 TM 影像图和 DEM 高程模型图上，干涸后的潴野泽显示出 3 个主要沉积湖盆中心[21]，这些湖盆间被基岩分隔. 我们曾系统开展了主要湖泊盆地野麻湖-青土湖-东平湖湖泊沉积调查[17]，本文对其中的两个主要剖面——三角城剖面和火坎剖面做详细研究.

腾格里沙漠中有众多小湖泊或湿地，本文主要对其东部边缘的湖泊湿地做了调查. 头道湖是这一系列湖泊中最东边的一个，属于当地降水补给的湖泊湿地，当前仅在夏季降雨季节在湖盆中心形成季节性湖泊，其他季节为湿地环境. 头道湖呈椭圆形，南北长约 25~30 km，东西宽仅 2.5 km. 我们对该湖泊若干地点开展了湖泊钻探或者剖面调查，对 TD 孔做了环境指标和年代测试[22].

3 个湖泊的钻孔或剖面的年代序列根据 32 个 ^{14}C 测年数据建立. 潴野泽火坎剖面样品和三角城剖面的部分样品经过规范的酸-碱-酸处理，使用 Wallac 1220 低本底液体闪烁仪测量全有机质 ^{14}C 年龄. 其他样品使用加速器质谱仪(AMS)测量样品中的植物残体、炭屑或提纯的孢粉浓缩物的 ^{14}C 年龄(后文称 AMS^{14}C 年龄). 所有 ^{14}C 年龄在经过 $^{13}C/^{12}C$ 校正和碳库校正后，使用 Stuiver 等人[23]的 Calib 4.3 程序换算成日历年. 三角城剖面上 2 cm 间隔(约 50 年)采集孢粉样品，按照朱艳等人 1)描述的方法共分析了 352 个全新世孢粉样品.

2 中全新世干旱事件的湖泊沉积和地貌证据

2.1 居延泽

居延泽有东西两个湖盆，本文对两个湖盆的三个湖泊沉积剖面或钻孔做了调查. 剖面 TH-V 和 G19(图 2)是湖泊干涸后黑河切开的两个天然剖面，分别厚 12.7 和 10.8 m，位于黑河入居延泽的西盆地三角洲上. TH-V(41° 59′ 59″ N, 101° 31′ 48″ E)位于三角洲的中部，而 G19(41° 59′ 39″ N, 101° 32′ 41″ E)位

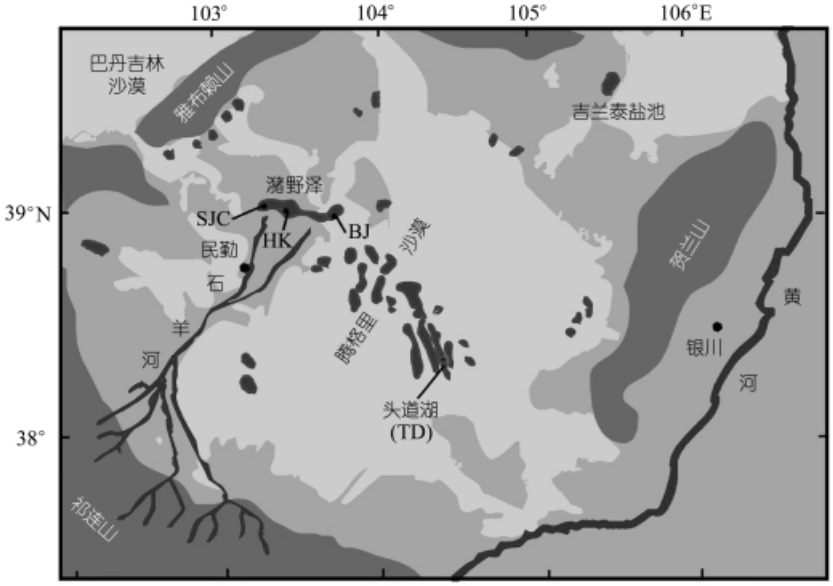

图 1 阿拉善高原东部地区自然地理概况

SJC, HK, BJ 和 TD 分别为三角城剖面、火坎剖面、白碱湖钻孔和头道湖钻孔位置

1) 朱艳. 石羊河流域全新世湖泊孢粉记录及环境变化研究. 兰州大学博士学位论文. 2001

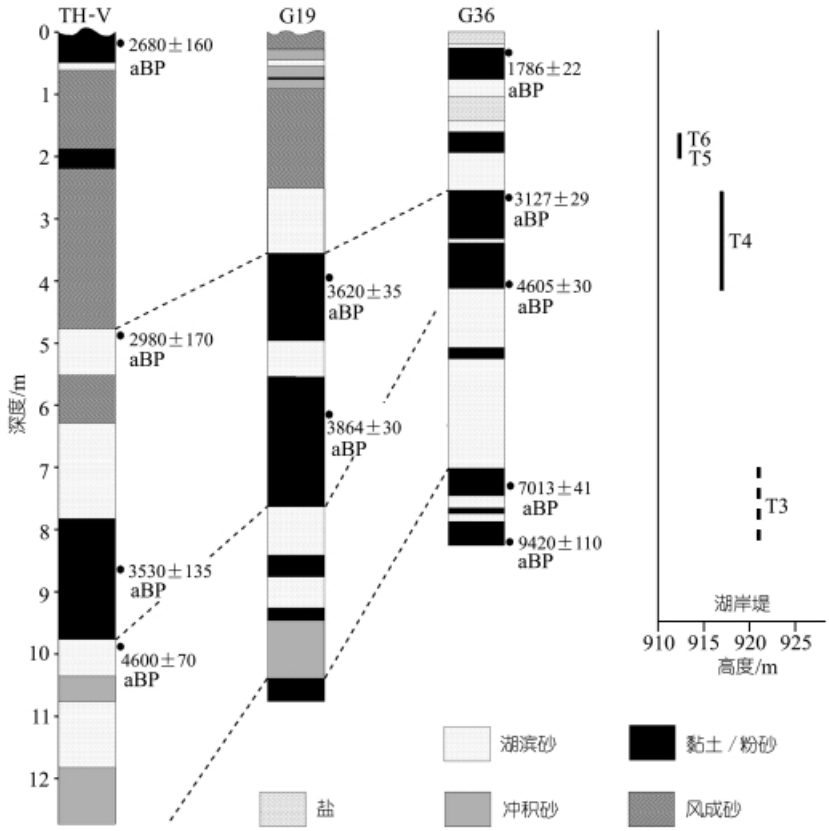

图 2 居延泽 TH-V, G19 剖面和 G36 孔地层对比图

^{14}C 年代标在地层柱右边. 湖岸堤基于野外考察并参考文献[14,15]

于下部. 湖泊干涸后两剖面顶部曾受到强烈风蚀作用. G36 钻孔芯长 8.25 m, 位于居延泽东盆地的中部(41° 53′ 41″ N, 101° 51′ 06″ E), 属于居延泽最低部分. TH-V 剖面年代序列根据 4 个 MAS ^{14}C 年龄(图 2)和地层建立, 前人已有详细讨论[15,24]. 其沉积地层可划分为 3 部分: 顶部风成砂沉积(距今 2700 ~ 3100 日历年), 其间曾有两次短暂的含微层理的湖相沉积(距今 2700 ~ 2900 和 2980 ~ 3050 日历年); 中部为湖相黏土和湖滨相砂质粉砂沉积(距今 5200~3100 日历年); 下部近 2.5 m 沉积于距今 5200 年以前, 为湖滨相砂质粉砂和冲积砂, 未见底, 当时湖泊近于干涸. 孢粉和地球化学指标显示, 该位置在距今 2900~3100 年间, 湖泊完全干涸, 风沙活动强烈[15]. 剖面中部的湖相沉积对应于高湖面阶段, 而剖面底部沉积对应于低湖面, 甚至湖泊干涸阶段, 时代在距今 5200 日历年前的中全新世.

G19 剖面具有与 TH-V 相似的沉积地层(图 2). 位于深 3.9 和 6.1 m 的植物残体的 AMS ^{14}C 年龄分别是 3620 ± 35 aBP 和 3864 ± 89 aBP, 说明剖面上部高碳酸盐的湖泊黏土形成于距今 4300 日历年前后, 可与 TH-V 剖面中部的湖相沉积对比, 而其间的湖滨相砂和粉砂层则属于低湖面沉积. 剖面下部以湖滨砂和冲积砂为主的沉积则说明, 尽管当时可能存在两次暂短的高湖面, 但中全新世湖泊水位总体要比剖面所在位置低.

G36 孔位于居延泽东盆地平坦的湖床部分, 位置比 TH-V 和 G19 两剖面低 10~12 m. 该孔沉积相有较大变化, 深 7.0 m 以下为黏土和粉砂交替沉积, 富含介形虫; 深 7.0~4.1 m 间主要为细砂到粗砂沉积, 仅在深 5.07~5.25 m 间为粉砂质黏土沉积; 深 4.1~2.54 m 为厚层深灰色黏土沉积; 钻孔 2.54 m 以上再次出现砂层, 其间含两薄层粉砂质黏土(厚 35 和 33 cm)和两个盐层(厚 38 和 16 cm)(图 2). 钻孔底部陆生植物残体的 AMS ^{14}C 年龄为 9420 ± 110 aBP, 说明该钻孔几乎包括了整过全新世. 剖面上部还做了 4 个植物残体的 AMS ^{14}C 测年(图 2). 根据上述 5 个测年资料内插计算出, 距今 10640 ~ 7400 日历年间, 钻孔处位于深湖和浅湖的交替变化, 而 7400~5300 日历年间为浅湖

环境, 随后再次出现深湖相沉积, 距今 3350 年来浅湖相、盐湖和湖泊干涸交替出现. 钻孔顶部的风成砂沉积指示了湖泊完全干涸并发生沙漠化, 可能与黑河在距今 600 年前由于战争等原因[25,26]导致河流改道到现今的居延海有关.

来自居延泽不同位置湖泊沉积记录说明, 居延泽在距今约 7000 日历年以前和 5000~3000 日历年的全新世间湖泊扩张, 但在距今约 7000 ~ 5000 日历年间湖泊缩小, 尽管湖泊中心仍有积水, 但湖泊边缘干涸并发生沙漠化. 近 3000 年来, 居延泽发生了另一次显著变化, 湖泊干涸, 湖盆多为风成沙覆盖. 晚全新世的湖泊沙漠化过程可能与黑河中游自公元前一世纪汉武帝开拓河西[26]后的农业用水增加有关. 然而, 距今 7000 ~ 5000 日历年间在 3 个剖面均记录到湖泊干涸或沙漠化, 应当是黑河流量减小导致的, 与黑河流域特别是祁连山地降水减少有关. 湖岸堤证据也支持中全新世湖泊缩小并沙漠化的观点. 除最高两级湖岸堤(T1, T2)形成于氧同位素 3 阶段[14]外, 其余 4 道湖岸堤均形成于全新世(图 2). 其中, T3 形成于早全新世[14], T4 湖岸堤软体动物壳体年龄为距今 5000 年, 但由于湖泊碳库效应极有可能导致壳体年龄的偏老, 此湖岸堤应当对应于 3 个剖面中部的湖相黏土或碳酸盐沉积. T5/T6 为双湖岸堤, 高差仅 1 m, 形成于距今约 2800 日历年, 应对应于 G36 孔中深 1.63 ~1.96 m 的湖相黏土沉积时期. 无疑, T3 和 T4 间应当存在低湖面, 时代对应中全新世, 可对应 G36 孔中下部的湖滨砂沉积.

2.2 潴野泽

为了认识潴野泽演化, 我们曾对潴野泽 3 个主要湖盆开展了湖泊沉积调查[17]. 三角城位于潴野泽西部边缘, 为古石羊河(大西河)补给 3 个湖盆之一的野麻湖的主要通道. 该剖面在中全新世为风沙和河流相沉积, 早全新世为湖相沉积, 晚全新世为湖相、风沙和河流相的交替沉积(图 3). 三角城剖面上, 年代序列由 13 个 ^{14}C 年龄建立, 其中 9 个年龄使用传统方法测量全有机质年龄, 另外 4 个为炭屑或孢粉浓缩物的 AMS ^{14}C 年龄(图 3). 剖面表面样品全有机质 ^{14}C 年龄与湖泊干涸的事实不符, 在年龄建立中没有使用. 我们的研究曾发现, 潴野泽干涸湖床表面样品均出现偏老的 ^{14}C 测年[17], 可能与石羊河中下游流域农业活动导致的强烈土壤侵蚀有关. 剖面上部 5.0 m 其他全有机质 ^{14}C 年龄随深度成较好的线性关系(图 3). 利用此关系, 计算出地表年龄为 406 年, 与实际不符, 说明存在碳库效应, 水生植物的光合作用利用了老碳. 在深 1.45 和 4.70 m 处, 分别测定了同一样品的全

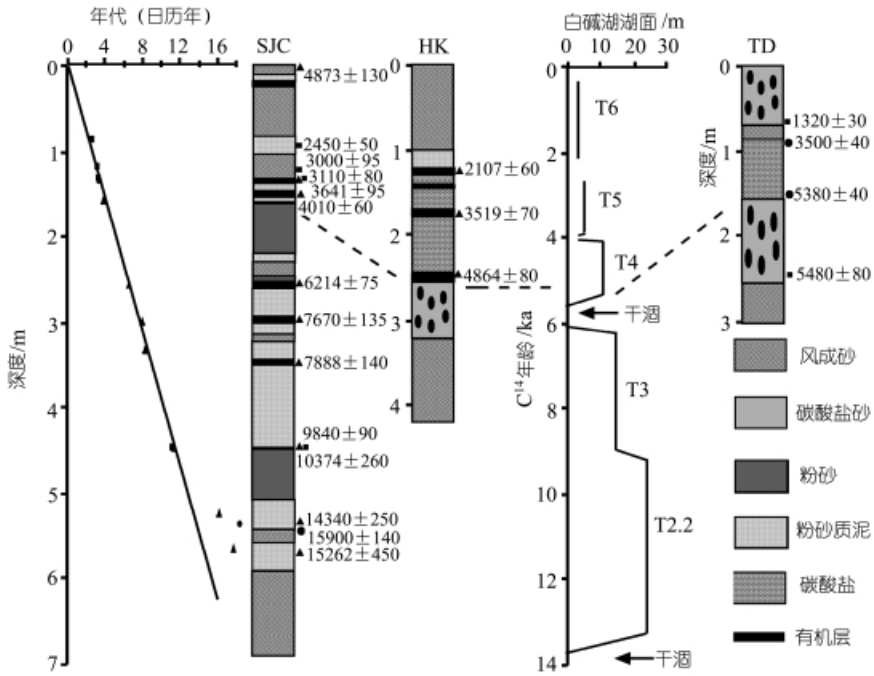

图 3 潴野泽三角城(SJC)和火坎(HK)剖面及头道湖 TD 孔地层对比

^{14}C 年代标在地层柱右边, 方框、圆点和三角分别代表全有机质、炭屑和孢粉浓缩物年龄. 白碱湖湖面变化资料来自文献[27]

有机质和炭屑年龄(图 3), 两者分别存在 530 和 534 年的差异. 由于炭屑年龄能代表同期湖泊沉积的年龄, 因此, 可以认为, 湖泊全有机质年龄偏老实际年龄 530 年. 结合计算出的地表年龄, 本文取 530 年做为潴野泽湖泊湖水的碳库年龄, 实测全有机质年龄均减去碳库年龄. 经过碳库校正、同位素校正和日历年换算后, 年龄和深度间呈现较好的直线关系. 按此计算, 剖面深 4.7 m 处(粉砂质黏土与下部粗砂的界限)的年龄正好与公认的全新世开始年龄一致. 全新世之下所测的 3 个年龄显著偏离全新世段深度-年龄趋势线(图 3), 可能指示了全新世之前的末次冰消期气候不稳定下强烈的土壤侵蚀, 导致更多的老碳进入湖泊, 本文不做深入研究. 三角城剖面全新世段的年代序列根据深度-年龄线性关系建立.

在潴野泽中部称作东平湖的北部边缘火坎村, 人工开挖了 4.5 m 的剖面(图 3). 剖面顶部 1.2 m 为河湖交替相粉砂层, 深 1.2 ~ 2.6 m 为灰白色碳酸钙沉积并有多个泥炭条带, 深 2.6 ~ 3.3 m 为碳酸钙胶结的中粗砂, 并见钙结核; 深 3.3 m 以下为纯风成砂, 未见底. 碳酸钙胶结的中粗砂属于浅湖并可能出现季节性干涸, 风成砂沉积则代表了湖泊完全干涸并沙漠化. 该剖面泥炭条带中取了 3 个年代样品, 其中, 最下面年代样品取自碳酸钙质砂与碳酸钙质黏土的界限处, 全有机 ^{14}C 年龄为 4865 ± 80 aBP. 假设潴野泽具有统一的碳库效应, 扣除碳库效应后校正年龄为 4865 日历年. 由于风成砂层缺少测年材料, 我们的测年结果至少可以说明, 在约 4900 年前东平湖火坎村位置曾经干涸, 但在此后则形成碳酸盐湖泊环境. 潴野泽最低处的白碱湖钻孔资料显示, 全新世中期白碱湖也曾发生过湖泊沙漠化[27]. 潴野泽中全新世湖泊沙漠化也在湖岸堤与湖泊阶地[27]中有较好记录(图 3).

2.3 头道湖

腾格里沙漠东缘的头道湖 TD 钻孔(38° 25′N, 105° 07′E)位于湖泊中心的平坦季节性积水处, 岩芯长 3.0 m. 上部 70cm 为泥质砂, 中部 70 ~ 140 cm 为碳酸盐和黏土沉积, 底部 140 cm 以下由灰色泥质砂(深 140~270cm)到灰褐色风成砂沉积(深 270 cm 以下). 该地层序列在粒度和其他环境指标上有较好显示[22]. 该孔获得 4 个 AMS ^{14}C 年龄(图 3), 其中 2 个年龄是芦苇叶子残体的年龄, 分别为 1300 ± 30 ^{14}C aBP(深 78 cm 处)和 5480 ± 80 ^{14}C aBP(深 248 cm 处). 另 2 个取自白色碳酸盐顶部和底部, 系提纯孢粉的年龄, 分别为 3500 ± 40 和 5380 ± 40 ^{14}C aBP. 这些测年数据表明, 头道湖在 3500 ^{14}C aBP 以来形成现代湿地-季节积水环境, 在 3500~5300 ^{14}C aBP 间存在永久湖泊环境, 但在 5480 ^{14}C aBP 以前则为风沙环境. 尽管钻孔下部风成砂未被打穿, 但至少可以说明, 头道湖在中全新世时湖泊完全干涸, 风沙活动强烈.

3 中全新世干旱事件的孢粉记录

根据孢粉和地球化学的研究发现, 研究区早全新世存在显著的千、百年尺度的气候周期变化[11,28]. 为了更好地理解干旱区终闾湖泊孢粉记录机制, 我们系统开展了现代河水、河床沉积、表土和空气样品的现代孢粉传播过程研究, 发现河流水动力是终闾湖泊孢粉的主要搬运营力, 终闾湖泊沉积物中的孢粉主要指示山地植被变化和河流水动力变化[29,30].

在全新世孢粉分析中共鉴定出 60 科、属(种)的孢粉. 其中, 主要以云杉、祁连园柏为主的针叶树花粉是孢粉谱中的主要成分, 含量高达 90%, 并随深度有较大变化, 尤其在剖面下部[28]. 现代针叶林位于海拔 2700 ~ 2950 m 的祁连山, 距剖面处 300 多公里, 高差达 1500 m. 现代过程已经证明, 终闾湖沉积物中的针叶树花粉是河流搬运山地针叶林花粉的结果, 其他耐旱花粉则是流域中下流干旱区成份. 因此, 我们将三角城孢粉组合分成两组, 一组主要来自高海拔相对湿润的山地森林灌丛植被, 另一组指示当地低海拔干旱的荒漠植被[1]. 但总的来讲, 由于石羊河出山后主要流经缺少植被覆盖的戈壁荒漠区, 样品中的孢粉变化主要是山地植被的变化.

图 4 给出了三角城剖面孢粉总浓度、山地植物花粉浓度, 以及指示植被多样性的孢粉简单多样性指数. 由图可见, 距今 7000 日历年前的早全新世孢粉浓度整体最高, 而且存在百年尺度的波动[11]. 中晚全新世的孢粉浓度有较大变化(图 4), 出现三个显著的低浓度段(距今 7000~5000 日历年、3000 日历年前后和 1200 日历年前后), 其间被 3 个峰值段分隔. 距今 3200 ~ 2500 日历年间的低浓度段与中国西部普遍记录到的新冰期[6,32]时代吻合. G19 和 TH-V 剖面也记录了这一时期居延泽已干涸并沙漠化, 同样情形发生在头道湖. 由于人类活动的强烈影响, 中全新世之后的湖泊记录相对复杂, 本文不做进一步讨论.

1) 见 2 页脚注

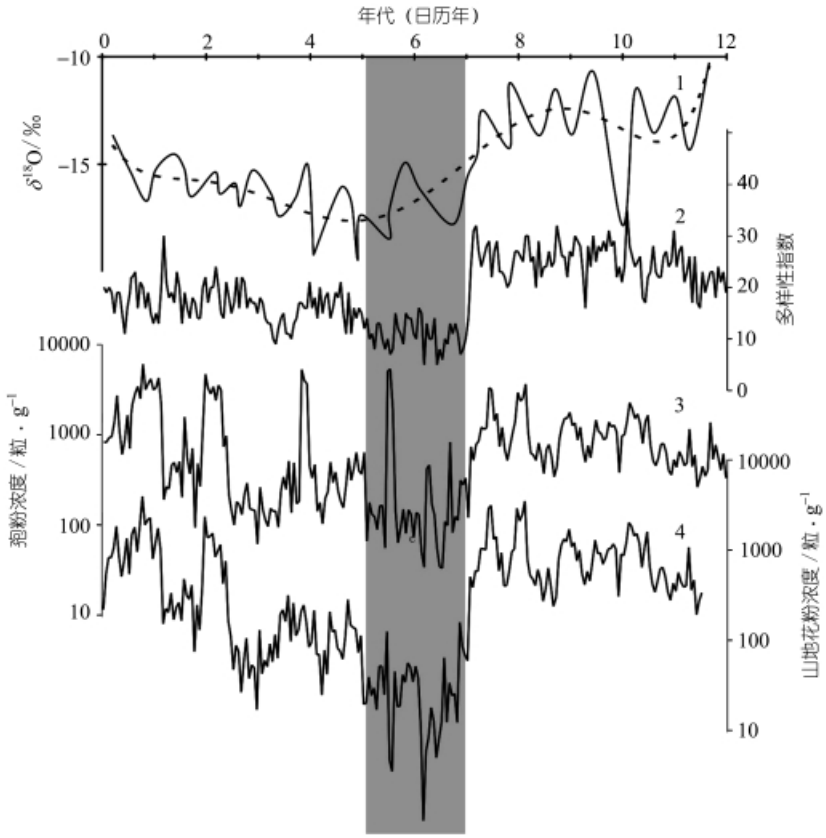

图 4 三角城剖面记录的全新世孢粉简单多样性(曲线 2)、孢粉总浓度(曲线 3)、山地花粉浓度(曲线 4)变化及其与古里雅冰芯氧同位素(曲线 1)[31]的对比

孢粉总浓度和山地孢粉浓度的变化趋势基本一致，均在距今 7000~5000 日历年间的中全新世出现整个全新世段的最低值(图 4). 该时段孢粉谱主要由禾本科、白刺和蒿属组成，种属单一，孢粉多样性指数在剖面上出现最低值，这与距今 7000 日历年以前的早全新世和距今 5000 年以后的中晚全新世形成显著反差，这两个时段不但孢粉浓度高，而且孢粉谱中主要以云杉、园柏等针叶树花粉为主. 在中全新世总体较低的总孢粉浓度曲线上，在距今 5500 和 6200 日历年前后出现两个峰值，持续时间约 200 年(图 4). 详细分析发现，这两个暂短的峰值段的孢粉主要是耐旱生的白刺植物花粉，含量高达 95%. 由于白刺是典型的沙漠植被成分，孢粉组合中又缺少水生植物孢粉，并在山地孢粉浓度曲线上表现为低谷，说明当时的剖面位置已脱离湖泊环境，这两个时段应当属于两个暂短的低湖面和异常干旱气候时段. 简单孢粉多样性指数在距今 7000 以前的早全新世为高值段，中全新世同样出现最低值，之后逐步升高(图 4). 因此，中全新世(距今 7000 ~ 5000 日历年)的低孢粉总浓度、山地植物孢粉浓度和孢粉多样性指数均说明，石羊河流域在中全新世植被覆盖度最低，当时气候无疑是干旱的，夏季风是衰退的.

4 讨论

本项研究发现，阿拉善高原的 3 个主要湖盆(居延海、潴野泽和头道湖)在中全新世均经历了强烈的干旱化. 居延泽 TH-V, G19 剖面和 G36 钻孔沉积均反映出，进入阿拉善高原最大河流——黑河的终闾湖泊在中全新世出现湖滨相砂或冲积砂沉积，指示了一种浅湖甚至干涸的环境状况，这与早全新世和其后的 5000 ~ 3000 日历年间的湖泊环境有较大差别. 尽管湖岸堤测年精度有待提高，但湖岸堤资料也支持中全新世低湖面的观点. 现已干涸的潴野泽曾是阿拉善高原的第二大湖泊，由石羊河补给，也在中全新世经历了强烈的干旱化或沙漠化，表现为低湖面和湖泊缩小或干涸并成为风沙活动区. 三角城剖面出现粉砂沉积，火坎剖面和白碱湖钻孔中出现风成砂沉积. 由局地降水补给的头道湖中全新世完全干涸，

在剖面上出现风成砂沉积, 这与随后出现的湖相沉积及现代的季节性积水环境大不相同, 显示了比今更干旱的气候状况.

中全新世干旱事件的时代主要基于剖面或钻孔的 ^{14}C 测年建立. 正如上文讨论的, 居延泽 TH-V 和 G19 剖面及 G36 孔、潴野泽的三角城剖面和火坎剖面的 ^{14}C 测年结果说明, 中全新世干旱事件的结束年龄在距今 5000 日历年前后. 头道湖 TD 孔的 ^{14}C 测年结果显示, 该湖泊在距今 6280 日历年前完全干涸, 而在距今 6180 年后出现碳酸盐湖泊, 这与其他两个湖泊记录的干旱事件的结束年龄相差约 1000 年, 这可能与各剖面或钻孔在湖泊中的相对位置有关. 头道湖湖芯取自湖盆最低处, 反映了中全新世干旱事件中最干旱的时段, 与三角城剖面孢粉记录的距今 6000 年前后的最干旱时段一致(图 4). 因此, 将中全新世干旱事件的结束年代定在距今约 5000 日历年是合适的. 对于干旱事件的开始年龄, 由于风成砂或湖滨/冲积砂钻探的困难性, 仅有两个记录(居延泽的 G36 孔和潴野泽的三角城剖面)穿透了整个全新世. 在 G36 孔中, 中全新世之下的湖相沉积中采集了两个 AMS ^{14}C 年龄, 推断的开始年龄为 6400 ^{14}C aBP (约 7300 日历年), 此年龄与三角城剖面中全新世干旱事件的开始年龄(图 4)基本吻合. 因此, 我们将中全新世的开始年龄置于距今 7000 日历年. 因此, 中全新世干旱事件的时间为距今 7000~5000 日历年.

阿拉善高原其他研究工作也支持中全新世干旱的观点. 高原东北部的吉兰泰盐池曾在早全新世出现高湖面湖岸堤, 但在中全新世出现干旱化[22, 33]. 杨小平等人[34]的研究发现, 巴丹吉林沙漠中的高大沙丘在全新世期间曾两度固定, 年代分别为 9435 和 2100 ^{14}C aBP, 说明早晚全新世相对湿润. 巴丹吉林沙漠的沙丘间存在许多湖泊或湿地, 围绕它们普遍存在高湖面的湖岸堤, 高出现代湖面 5~15 m. 例如, 南、北苏木吉林湖间有高湖面时的湖相沉积, 测年为 8390 ^{14}C aBP; 围绕呼和吉林湖的高湖面湖泊沉积物测年为 7020 ^{14}C aBP, 而扎拉特湖测年为 7385 和 6555 ^{14}C aBP, 若尔图湖泊碳酸盐测年为 6240 ^{14}C aBP, 其有机物测年为 7240 ^{14}C aBP[35]. 所有这些测年资料无一例外的说明, 巴丹吉林沙漠中的湖泊在大约 7000 日历年以前的早全新世出现高湖面. 由于巴丹吉林沙漠中的这些湖泊均是通过当地降水下渗形成地下水补给的[35], 说明全新世早期无疑是湿润的, 结合早全新世沙丘钙质胶结层的事实, 也说明早全新世而不是中全新世降水较多. 因此, 可以肯定, 阿拉善高原的中全新世干旱事件具有普遍性.

事实上, 中全新世的干旱可能存在于更大范围. 与传统认为的中全新世大暖期和最宜期不同, 位于夏季风边缘的鄂尔多斯高原的盐海子(40° 06′~40° 10′N, 108° 25′~108° 29′E)记录了干旱的中全新世气候[36], 内蒙古中部的调角海子湖(41° 18′N, 112° 21′E)孢粉记录显示, 距今 8000 ~ 6000 ^{14}C aBP 间气候不但干旱而且寒冷[37]. 年龄的差异可能是没有考虑湖泊碳库效应的结果, 剖面顶部的 ^{14}C 测年为 2000 年, 假设存在约 2000 年的碳库效应, 则该湖泊记录的中全新世干旱事件的年代与本文报道的年代一致. 前人的研究显示, 我国干旱半干旱地区的许多封闭湖泊, 如内蒙古的达莱诺尔和新疆的柴窝堡, 高湖面的测年为距今 6.5 ~ 7.0 ^{14}C ka[38] (约 7400~7800 日历年)间, 说明高湖面出现在早全新世而不是中全新世. 位于现代夏季风边缘区的内蒙古岱海有 3 级高湖面阶地, ^{14}C 测年分别为距今 4.5, 6.7 和 10.0 ^{14}C ka[38,39], 说明全新世高湖面(湿润气候)出现在距今 5000 日历年以后的中晚全新世和距今 7000 日历年以前的早全新世. 在总结前人资料的基础上, An 等人[8]认为, 以夏季风强盛为代表的中国气候最宜期具有穿时性, 中国西北地区强夏季风出现在早全新世, 而不是传统认为的中全新世. 通过有机 ^{14}C 测年统计分析发现, 中国西北干旱、半干旱区在 5600~7000 ^{14}C aBP 间的中全新世存在强烈的干旱事件[9]. 考虑到中国学者采用新的 ^{14}C 半衰期和统计中使用约 400 年的间隔, Guo 等人[9]报道的这一干旱事件年龄与我们的结果是一致的, 在距今 6000 年前后存在强烈干旱. 近年来, Huang 等人[10]对陕西关中盆地全新世土壤发育作了研究, 发现关中盆地的全新世土壤在 5000~6000 ^{14}C aBP(约 5700 ~ 6800 日历年)发育中断, 存在高粉尘堆积事件, 气候干旱. 因此, 可以较合理的推断, 本文提出的中全新世干旱事件不仅仅存在于阿拉善高原, 而且存在于广大的现代东亚夏季风边缘区, 包括鄂尔多斯高原、内蒙古高原, 甚至黄土高原地区. 中国西部中全新世干旱事件的存在也能更好解释太平洋中全新世高粉尘沉积[40,41]与传统认为的中全新世最宜期[3]之间的矛盾.

两种可能机制均可以导致中全新世的干旱. 一种是由于中全新世夏季风的衰退导致降水的减少, 从而导致气候干旱; 另一种可能由于高温气候导致有效降水的减少, 从而导致气候干旱, 尽管降水量可

能变化不大. 本文的资料支持前者. 三角城剖面孢粉记录发现, 中全新世孢粉的总浓度、山地孢粉浓度和孢粉多样性均最低, 说明石羊河流域植被衰退不但发生在流域下游的干旱区, 而且发生在以山地针叶林和灌丛为主的流域上游湿润区. 由于石羊河流域位于现代夏季风边缘的干旱区, 植被覆盖对降水(湿度)变化更敏感, 而祁连山山地垂直高差大, 气温升高仅仅导致植被带的垂直迁移, 而不大可能导致植被的大衰退. 因此, 三角城记录的石羊河流域戈壁沙漠区和山地森林区植被的衰退应当是夏季风衰退导致降水减少的结果, 内蒙古中部调角海子湖孢粉记录说明, 使用转换函数计算的降雨量在中全新世显著降低[37]. 研究区主要靠局地降水补给的湖泊, 如腾格里沙漠边缘的头道湖和巴丹吉林沙漠中的湖泊, 以及靠山地降水补给的终闾湖泊, 如居延泽和潴野泽, 在中全新世同时出现缩小或干涸沙漠化, 说明中全新世不但有效湿度降低, 而且降水量减少. 巴丹吉林沙漠全新世期间沙丘的两度固定也要求有较高的降水量, 而对应于中全新世的沙漠活化指示了较低的降水量. 因此, 有理由可以认为, 中全新世曾经发生了夏季风衰退和降水减少.

关于中全新世干旱期间的温度变化还不清楚, 国内现有的资料甚至相互矛盾. 一些资料显示, 中国, 特别是东部地区, 中全新世气候比今温暖[3,4], 尽管前人也注意到寒冷事件的存在[42]. 而另一些资料, 特别是来自青藏高原及其周边高山地区的资料, 显示出中全新世气候的变冷. 研究发现, 中全新世时期中国西部山地冰川普遍前进, 称做新冰期第二期, 发生时间在距今 5000~5700 ^{14}C 年[6,32,42](约 5700~6400 日历年). 尽管中国学者早期对冰川沉积和冰川地貌的测年误差较大, 与国际水平有一定距离, 测年的可靠性较低[43], 但至少可以说明, 中国的中全新世气候曾经变冷. 新的青海湖钻孔孢粉资料[44]显示, 木本花粉和孢粉总浓度的高值出现在距今 6500 ^{14}C 年(约 7400 日历年)的早全新世, 而不是传统认为的中全新世大暖期. 古里雅冰芯是中国包括完整全新世和末次间冰期的最好冰芯记录[45], 并且在中全新世保持了全新世期间的最低温度(图 4). 因此, 有理由认为, 中全新世的气候变冷至少在青藏高原及其周边山地是存在的. 由于以青藏高原为代表的高亚洲在亚洲季风变化中起着重要作用[46], 高亚洲在中全新世的快速变冷必然会导致亚洲季风的衰退和季风降水的减少(干旱). 本质上讲, 亚洲季风是由于欧亚大陆与太平洋-印度洋冬夏半年对太阳辐射变化的不同热力差异引起的. 中全新世期间, 若青藏高原及周边高亚洲地区急剧变冷, 必将导致夏半年高原和欧亚大陆低压变弱, 从而导致中全新世亚洲季风的衰退. 当然, 该解释仅仅是初步的, 需要更深入的研究, 特别是通过气候模拟来理解中全新世的季风衰退和气候干旱与以青藏高原为代表的高亚洲变冷间的内在联系.

综上所述, 阿拉善高原居延泽和潴野泽两大终闾湖泊, 以及由局地降水补给的头道湖沉积记录显示, 研究区在距今 7000 ~ 5000 日历年间的中全新世存在大范围干旱. 这一时期冲积砂或风成砂沉积在湖泊边缘, 湖岸砂和粉砂沉积在湖泊中心. 较小的湖泊如头道湖完全干涸, 沙漠砂占据湖盆中心. 从湖岸堤或湖泊阶地测年来看, 中全新世不曾有高湖面记录. 结合前人的研究发现, 中全新世干旱至少发生在内蒙古高原-鄂尔多斯高原的现代夏季风边缘区的相当大范围, 甚至在黄土高原南部也有记录. 根据放射性碳的测年结果, 中全新世干旱开始于大约 7000 日历年前, 结束于距今 5000 日历年, 距今 6000 年前后气候最干旱. 孢粉资料说明, 中全新世的干旱是由于夏季风衰退季风降水减少引起的. 这一时期, 气候可能比现今更冷, 至少在青藏高原及其毗邻地区产生了大幅度降温. 当时中国西部山地冰川普遍前进, 古里雅冰芯氧同位素处于全新世的最低值, 指示出中全新世是整个全新世最冷的. 尽管中全新世气候变冷的证据仅仅是初步的, 需要更多的研究来证实. 然而, 我们的研究至少可以说明, 中国现代季风边缘区中全新世气候是干旱的, 与传统认识的中全新世气候最宜期或大暖期相反, 值得今后深入研究, 重新认识中国全新世最宜期或大暖期发生的时间和空间差异.

致谢 感谢 B. Wünnemann 博士、K. Hartmann 博士、王建民博士和施祺博士等参加野外工作, 感谢程波和孟飞同学参与部分实验工作. 特别感谢郭正堂和王苏民研究员对论文提出的建设性修改意见. 本工作受中国国家自然科学杰出青年基金(批准号: 40125001)资助, 中国科学院"百人计划"和中国科学技术部国际合作项目(2002CB714001)提供了部分资助.

参 考 文 献

1 COHMAP Project Members. Climatic changes of the last 18,000 years: Observation and model simulations. Science, 1988, 241: 1043 ~ 1052

2 Steig E J. Paleoclimate: Mid-Holocene climate change. Science, 1999, 286 (5444): 1485~1487

3 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候与环境

的基本特征. 见: 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 1~18
4 Shi Y F, Kong Z C, Wang S M, et al. Mid-Holocene climates and environment in China. Global and Planetary Change, 1993, 7: 219~233
5 黄春长. 环境变迁. 北京: 科学出版社, 1998. 121~145
6 秦大河主编. 中国西部环境变迁评估(综合卷). 北京: 科学出版社, 2002. 5~6
7 于革, 薛滨, 刘健, 等编著. 中国湖泊演变与古气候动力学研究. 北京: 气象出版社, 2001. 135~147
8 An Z S, Porter S C, Kutzbach J E. et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. Quaternary Science Review, 2000, 19 (8): 743~762
9 Guo Z T, Petit-Maire N, Kropelin S. Holocene non-orbital climatic events in present-day arid areas of northern Africa and China. Global and Planetary Change, 2000, 26 (1-3): 97~103
10 Huang C C, Zhou J, Pang J L, et al. A regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Magathermal in the Guanzhong Basin, China. The Holocene, 2000, 10(1): 135~142
11 陈发虎, 朱艳, 李吉均. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百年尺度夏季风快速变化. 科学通报, 2001, 46(17): 1414~1419
12 冯绳武. 河西黑河(弱水)水系变迁. 地理研究, 1988, 7(1): 18~26
13 Pachur H J, Wünnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger desert, Northwestern China, during the last 40,000 years. Quaternary Research, 1995, 44: 171~180
14 Wünnemann B, Hartmann K. Morphodynamics and Paleohy- drography of the Gaxun Nur Basin, Inner Mongolia, China. Zeitschrift für Geomorphologie, 2002, 126(Supplement): 147~168
15 Mischke S, Demske D, Schudack M E. Hydrologic and climatic implications of a multidisciplinary study of the Mid to Late Holocene Lake Eastern Juyanze. Chinese Science Bulletin, 2003, 48 (14): 1411~1417
16 郭晓寅, 陈发虎, 施祺, 等. GIS 技术和水热平衡原理在古湖泊研究中的应用-以石羊河流域为例. 地理科学, 2000, 20 (5): 422~426
17 Shi Q, Chen F H, Zhu Y, et al. Lake evolution of the terminal area of Shiyang River Drainage in arid China since Last Glaciation. Quaternary International, 2002, 93-94: 31~43
18 Zhang H C, Wünnemann B, Ma Y Z, et al. Lake Level and climate changes between 42-18 ka BP in Tengger Desert, NW China. Quaternary Research, 2002, 58: 62~72
19 冯绳武. 民勤绿洲的水系演变. 地理学报, 1963, 29(3): 241~249
20 Chen F H, Shi Q, Wang J M. Environmental change documented by sedimentation of Lake Yiema in arid China since the last glaciation. Journal of Paleolimnology, 1999, 22(2): 159~169
21 郭晓寅, 陈发虎, 颉耀文. 自然条件下石羊河终闾湖泊模拟研究. 自然资源学报, 1999, 14(4): 385~388
22 Madsen D B, Chen F H, Oviatt C G, et al. Late Pleistocene/ Holocene wetland events recorded in southeast Tengger Desert lake sediments, NW China. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(14): 1423~1429
23 Stuiver M, Reimer P J, Braziunas T F. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. Radiocarbon, 1998, 40(3): 1127~1151
24 Mischke S, Fuchs D, Riedel F, et al. Mid to Late Holocene paleoenvironment of Lake Eastern Juyanze (north-western China) based on ostracods and stable isotopes. Geobios, 2002, 35: 99~110
25 景爱. 额济纳河下游环境变迁的考察. 中国历史地理论丛, 1994, 1: 41~62
26 朱震达, 刘恕, 高前兆, 等. 内蒙西部古居延-黑城地区历史时期环境的变化与沙漠化过程. 中国沙漠, 1983, 3(2): 1~8
27 Wünnemann B, Pachur H J, Zhang H C. Climatic and environmental changes in the deserts of Inner Mongolia, China, since the late Pleistocene. In: Alsharhan A S, Glennie K W, Whittle G L, eds. Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: Balkema, 1995. 381~394
28 朱艳, 陈发虎. Madsen D. 石羊河流域早全新世湖泊孢粉记录及其环境意义. 科学通报, 2001, 46(19): 1596~1602
29 Zhu Y, Chen F H, Cheng B, et al. Pollen assemblage features of modern water samples from the Shiyang River Drainage, arid region of China. Acta Botanica Sinica, 2002, 44(3): 367~372
30 Zhu Y, Xie Y W, Cheng B, et al. Pollen Transport in the Shiyang River Drainage, Arid China. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(14): 1499~1506
31 Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. Science, 1997, 276 (5320): 1821~1825
32 Zhou S Z, Chen F H, Pan B T, et al. Environmental Changes during the Holocene in the Western China on millennial timescale. The Holocene, 1991, 1(2): 151~156
33 Geng K, Chen Y. Formation, development and evolution of the Jilantai Salt Lake, Inner Mongolia. Chinese Journal of Arid Land Research, 1990, 3: 57~67
34 杨小平. 近 3 万年来巴丹吉林沙漠的景观发育与雨量变化. 科学通报, 2000, 45(4): 428~434
35 Yang X P, Liu T S, Xiao H L. Evolution of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolian, China during the last 31,000 years. Quaternary International, 2003, 104: 99~112
36 Chen C-T A, Lan H C, Lou J Y, et al. The dry Holocene Megathermal in Inner Mongolia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2003, 193: 181~200
37 Shi P J, Song C Q. Palynological records of environmental changes in the middle part of Inner Mongolia, China. Chinese Science Bulletin, 2003, 48 (14): 1433~1438
38 王苏民, 王富葆. 全新世气候变化的湖泊记录. 见: 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 146~152
39 王苏民, 冯敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱的关系. 中国科学, B 辑, 1991, (7): 759~767
40 Pye K, Zhou L P. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in North China and the Northwest Pacific Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1989, 73: 11~23
41 Rea D K, Leinen M. Asian Aridity and the zonal westerlies: Late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the northwest Pacific Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1988, 66: 1~8
42 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学, B 辑, 1992, 22(12): 1300~1308
43 Lehmkuhl F. Late Pleistocene, late-glacial and Holocene glacier advances on the Tibetan Plateau. Quaternary International, 1997, 38-39: 77~83
44 刘兴起, 沈吉, 王苏民, 等. 青海湖 16 ka 以来的花粉记录及其古气候古环境演化. 科学通报, 2002, 47(17): 1351~1355
45 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学, D 辑, 1997, 27(5): 447~452
46 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979

(2003-11-07 收稿)